

Az iniciális erózió laboratóriumi vizsgálata homokon és szerkezetes talajokon

KERÉNYI ATTILA

Kossuth Lajos Tudományegyetem, Debrecen

Az utóbbi két évtizedben a talajerózió vizsgálatában az ún. rejtett (szemmel nem követhető) folyamatok kutatása került előtérbe. Különösen az esőcseppek talajra gyakorolt hatásának vizsgálatában született számos eredmény, mint azt BUBENZER és JONES (1971), HØGH-SCHMIDT és BROGAARD (1976), HUDSON (1973), LARSON (1971), MUTCHLER (1965, 1967, 1970), MORGAN (1978, 1982), PALMER (1965), REEVE (1982), DE PLOEY és SAVAT (1968), SCHMIDT (1979, 1980), SEILER (1980) tanulmányai is bizonyítják. Hazai kutatóink közül a rejtett eróziós folyamatok vizsgálatáról KAZÓ (1966, 1979), GÓCZÁN (1971, 1974), CSEKŐ (1976, 1980), KLIMES-SZMIK (1964), JENEY (1977), SALAMIN (1979, 1980), SZALAI (1980), WINTER (1979, 1980) közölt tanulmányokat. A folyamat bonyolultsága miatt több részprobléma még mindig megoldásra vár. Korábbi dolgozataimban (KERÉNYI, 1982, 1984) homokon vizsgáltam a csepperóziós folyamat egyes részleteit. Ebben a tanulmányban az alábbi kérdésekre igyekszem válaszolni laboratóriumi kísérletek alapján:

- Milyen távolságra röpködnek a talajszemcsék az esőcseppek ütőhatására?
- Milyen mértékben befolyásolja a hőmérséklet az iniciális eróziót?
- Hogyan változik az iniciális erózió egyes részfolyamatainak intenzitása az idő függvényében?

*Iniciális erózió*nak nevezem a csepperóziót és a lepelerózió kisenergiájú szakaszát. Közös névvel való elnevezésüket azért tartom indokoltnak, mert a két folyamat a felszíni lefolyás megindulása után a természetben nem válik külön egymástól. (Laboratóriumban külön-külön is vizsgálhatók.)

A lefolyás kezdetéig csak az esőcseppek rombolják a talajt becsapódási energiájuk révén. Ebben a szakaszban az esőcseppek közvetlenül ütköznek a talajszemcsékhez, aggregátumokhoz. A német nevezéktant követve (KURON et al., 1956) a felszíni vízlepel kialakulásáig *ütközéssel erózió*ról beszélünk. (A csepperózió első szakasza.) Ha az esőcseppek már nem közvetlenül ütköznek a talajszemcsékhez, hanem a talajon kialakult vízlepelbe csapódnak, minőségileg új szakasz kezdődik, amelyet *fröccsenéssel erózió*nak nevezünk. (A csepperózió második, általában hosszabb ideig tartó szakasza.)

Módszer

A KAZÓ-féle esőztető készülék (KAZÓ, 1966) felhasználásával módszert dolgoztam ki a talajszemcsék lejtőirányú elmozdulásának mérésére. A kísérletekhez terepen eredeti szerkezetű talajmonolitokat vettem (méretük: $56 \times 36 \times 12$ cm), amelyeket alul perforált műanyag ládába helyeztem.

A vizsgált szerkezetes talajok Tokaj-Hegyaljáról származnak, és a barna erdőtalajok fő típusába tartoznak. A genetikailag egymáshoz közel álló típusok (Ramann-féle barna erdőtalaj, agyagbemosódásos barna erdőtalaj, erdőtalajok lejtőhordaléka), azonos geológiai felépítettségű területről származnak, mechanikai összetételükben nincsenek jelentős különbségek: agyagos vályog fizikai talajféleség, 23—40% agyagtartalom (1. táblázat). Az erdőtalajokon kívül a tokaji Nagy-hegyre jellemző löszön, valamint a Nyírségből származó futóhomokon is folytattam vizsgálatokat. A homokból a szerkezetes talajokkal azonos felületű padokat építettem, egyébként a kísérleteket hasonló körülmények között végeztem.

A cseppenergia meghatározásáról, szabályozásáról, a méréseknél használt, saját tervezésű felfogó edények méreteiről korábbi tanulmányomban részletesen írtam (KERÉNYI, 1982). Akkori kísérleteim során az adatok szórása igen kicsinek bizonyult, így általában két párhuzamos mérés is elegendő pontosságot eredményezett.

A homokszemcsék lejtőirányú elmozdulásának távolságát három különböző lejtőszögnél mértem (3° , 10° , 20°), majd a szerkezetes talajokkal 10° -os lejtőn végeztem el a méréseket. A talajszemcsék felfogására a lejtő alján és felső végén felfogó edényeket helyeztem el, amelyekbe egy-egy lapos tálcát illesztettem. Ezekbe 20 cm-es távolságig 5 cm-enként, 20—40 cm között 10 cm-enként válaszfalakat forrasztottunk

1. táblázat

A kísérletekben használt talajok mechanikai összetétele és humusztartalma

(1) Talaj és a vizsgált szintek	(2) Kavics, kő 2 mm <	(3) Földes rész 2 mm >	(4) Mechanikai összetétel a földes rész %-ában								(5) Hu- musz, %	
			>0,2	0,2– 0,1	0,1– 0,05	0,05– 0,02	0,02– 0,01	0,01– 0,005	0,005– 0,002	0,002 >		
			mm									
%		mm										
a) Homok	0,0	100,0	17,7	66,2	13,9	0,8	0,5	0,4	0,3	0,2	0,04	
b) ABET	A _{sz}	1,8	98,2	3,4	3,8	8,8	27,9	15,8	12,0	4,8	23,5	2,36
	B	0,1	99,9	0,5	0,9	5,1	22,4	17,8	9,9	5,8	37,6	0,82
c) RBET	A _{sz}	0,5	99,5	1,8	3,0	3,6	27,2	18,7	6,7	9,3	29,7	2,59
	B	0,0	100,0	0,5	2,5	2,4	29,6	16,1	6,6	6,5	35,8	0,62
d) LH		2,4	97,6	5,9	3,1	4,8	25,4	21,3	12,8	1,5	25,2	2,35
e) EEKT		19,9	80,1	21,3	4,0	4,2	11,7	9,4	7,1	2,7	39,6	2,06
f) Lösz		0,0	100,0	0,1	0,4	13,6	48,6	15,0	4,7	4,0	13,6	0,55

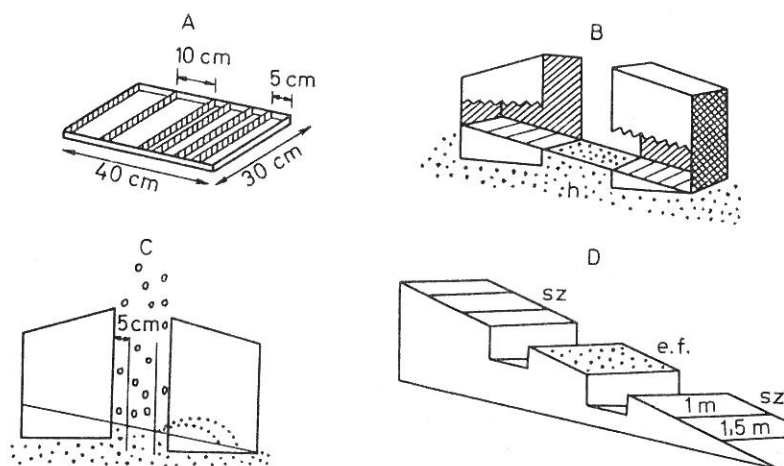
ABET = agyagbemosódásos barna erdőtalaj

RBET = Ramann-féle barna erdőtalaj

LH = lejtőhordalék-talaj (erdőtalajok lejtőhordaléka altípus)

EEKT = erősen erodált köves barna erdőtalaj (típus nem állapítható meg)

(1/A. ábra). A rekeszekre osztott tálcákat a lejtőszögnek megfelelően a vizsgált talajmonolit, ill. homokpad felszínének síkjában helyeztem el (1/B. ábra). A méréseknel a talajmonolit felületét úgy árnyékoltam, hogy a talajszemcsék csak 5 cm-es sávból indulhattak ki (1/C. ábra). Az esőztetés után a tálcákban felfogott talajt szárítottam, majd a száraz talaj tömegét rekeszenként megmértem. Ezzel a módszerrel azt határoztam meg, hogy milyen tömegű talaj repült különböző távolságokra a lejtőn lefelé és felfelé.



1. ábra

Csepperózió esetén a szemcsék lejtőirányú elmozdulása távolságának mérésére szolgáló eszközök. A. A rekeszekre osztott tálca méretei. B. A rekeszekre osztott tálca helyzete a mérések alkalmával. C. A talajszemcsék mozgását korlátozó lemezek helyzete. D. A maximális repülési távolság mérése szűrőpapírral; sz: szűrőpapír a bejelölt távolságokkal; e.f.: esőztetett felszín

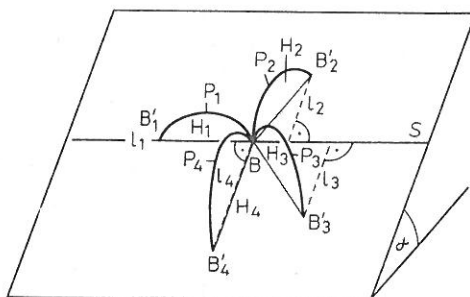
Az esőzések során létrejött maximális pályahosszakat külön kísérletekkel állapítottam meg. Az esőztetett talajmonolit (homokpad) lejtőszögének megfelelően 4–5 m hosszú lejtőt építettem, és annak alsó és felső szakaszát szűrőpapírral borítottam (1/D. ábra), amelyen a szétfröccsent talajszemcséket jól lehetett látni, így az esőztetés végén a monolittól mért távolságukat pontosan lemérhettem.

Eredmények

1. A szemcsék lejtőirányú elmozdulásának távolsága

A lejtőn lejátszódó cseppbeccsapódáskor fellépő aszimmetrikus energiaviszonyok (KERÉNYI, 1984) és a homok heterogén szemcseösszetétele azt eredményezi, hogy a szemcsék nagyon különböző távolságra repülhetnek a tér minden irányába. Az ütközéses erózió szempontjából a szétfröccsenő szemcsék lejtőirányú elmozdulásának távolsága fontos. Tekintettel arra, hogy ezen a szakterületen nincs általánosan

elfogadott nevezéktan, a fogalmak és a jelölések tisztázása érdekében elkészítettem a 2. ábrát. Az ábrán B becsapódási pontból négyféle irányba repülnek a homokszemcsék P_1, P_2, P_3, P_4 röppályákon B'_1, B'_2, B'_3, B'_4 pontokig. A röppályák felszíni vetületét (H_1, H_2, H_3, H_4) nevezem *repülési távolságnak*. Fektessünk át B becsapódási ponton egy olyan egyenest, amely a lejtő síkjában vízszintesen helyezkedik el. Ez az adott becsapódási pont *szintvonala* (S). Ha a szemcsék leérkezésének pontjából (B'_1, B'_2, B'_3, B'_4) megmérjük a szintvonaltól való távolságot, megkapjuk a szemcsék lejtőirányú



2. ábra

A talajszemcsék lejtőirányú elmozdulása távolságának (l_1, l_2, l_3, l_4) és az ütközéses erózió más geometriai adatainak szemléltetése

elmozdulásának távolságát (l_1, l_2, l_3, l_4). Az ábráról az is leolvasható, hogy ha a szemcse oldalirányban (szintvonal irányában) repül, akkor $l_1 = 0$. Ha a röppálya síkja merőleges a szintvonalra, akkor $l_4 = H_4$. A maximális repülési távolság a legtávolabbi, ún. másodlagos becsapódási pontból (B'_4) a szintvonalra merőlegesen húzott szakasz hossza. Ebből az is következik, hogy a lejtőirányú elmozdulás távolsága 0 és a maximális repülési távolság között bármilyen lehet.

A felszín heterogén szemcseösszetétele és a szemcséket összetartó erők különböző nagysága miatt az egyes konkrét becsapódások még azonos energia esetén is eltérő repülési távolságokat és repülési irányokat eredményeznek, következésképpen más lesz a lejtőirányú elmozdulások mértéke is. 5—10 percen át tartó esőzés alkalmával azonban már olyan nagyszámú csepp csapódik a felszínhez, hogy a nagy számok törvénye alapján statisztikusan érvényesülnek az adott talajra jellemző lejtőirányú elmozdulások távolságai.

A rendelkezésemre álló technikai eszközökkel a különböző távolság-intervallumokba repülő szemcsék összes tömegét tudtam mérni. Vizsgáltam, hogy az egy órán át tartó 35 mm/h intenzitású eső mekkora tömegű szemcsehalmazt röpit átlagosan 5, 10, 15 stb. cm távolságra. A szintvonalról 40 cm-nél távolabbra repülő szemcsék esetében már nem differenciáltam tovább, a próbamérések ugyanis azt bizonyították, hogy az összes röppályán mozgó szemcse túlnyomó hányada 40 cm-nél kisebb távolságra távolodik el a szintvonalról. Megmértem viszont az egy órás esőztetés során legtávolabbra repülő szemcsék lejtőirányú elmozdulásának mértékét. (Ebben az esetben nagy valószínűséggel $l_{max} = H_{max}$.) Méréstechnikai okokból a „szintvonal” 5

cm széles esőztetett homoksáv volt, hiszen a fogalom geometriai értelmében vett vonalat nincs értelme esőztetni. A rekeszekre tagolt felfogó edények első 5 cm-es rekeszében így azoknak a homokszemcséknek az össztömegét mértem, amelyek lejtőirányú elmozdulásának közepes távolsága 5 cm volt. A többi rekeszben mért szemcsetömegadatok is ehhez hasonlóan közepes távolságokhoz rendelhetők. A kísérleteket három esőztetési magasságból (1,0 m, 2,5 m, 4,0 m) végeztem el, minden esetben 3°, 10° és 20°-os lejtőn. Az adatokat a 2. táblázat tartalmazza. (A 25 és 30 cm-es, valamint a 35 és 40 cm-es távolsághoz a mért adatok felét rendeltem, mivel itt a tömegmérés 10 cm-es intervallumra vonatkozott, és az előzetes matematikai értékelés alapján ez a megoldás bizonyult a legpontosabbnak.)

A távolság növekedésével a mért adatok nemlineárisan csökkennek, és a pontsorok olyan görbék mentén helyezkednek el, amelyek matematikailag leírhatók. A mérési adatok csökkenésének üteméből az is látszik, hogy az 5 cm-es közepes l -hossz 0-10 cm között ugyancsak nemlineáris eloszlást takar, és ugyanez a megállapítás érvényes a többi intervallumra is. A közepes l -értékek mérése technikai szükségyszerűség volt. Ha azonban matematikailag leírjuk a lejtőirányú elmozdulások távolságának eloszlását, az érvényes lesz az egyes részintervallumokon belüli eloszlásra is. Így mérési adataimat eszközként használtam fel a tényleges „ l -eloszlás” matematikai leírásához.

A kiértékeléshez nemlineáris regressziós programot használtunk fel (DIXON, 1983), amely egy nemlineáris függvény paramétereit becsüli a legkisebb négyzetek módszerével. Mérési adataim függvénykapcsolatát az alábbi összefüggés írja le:

$$m = p_1 e^{p_2 l},$$

ahol m = a szemcsék tömege (g);
 l = a lejtőirányú elmozdulás távolsága (cm);
 p_1 és p_2 = paraméterek, amelyeket a számítógép minden egyedi esetre meghatározott;
 e = a természetes alapú logaritmus alapszáma.

A regressziós görbék paramétereit és a matematikai értékelés egyéb adatait a 3. táblázatban foglaltam össze. A számítógéppel meghatározott paraméterek alapján a *felezési távolságot* (λ) is kiszámítottuk. Ez azt a távolságot jelenti, ameddig a röppályán mozgó összes szemcse tömegének 50%-a repül.

Méréseim cseppenergia-intervallumában (263—762 J · m⁻² · h⁻¹) ez 3,68—6,05 cm között változik. A szakirodalomban a maximális repülési távolságot szokták megadni, adataim viszont azt bizonyították, hogy a röppályán mozgó összes szemcse tömegének csak kis százalékát teszik ki a 40 cm-nél távolabb repülő szemcsék (2. táblázat). Kétségtelen viszont, hogy a maximális repülési távolság laza homokon tekintélyes lehet. Ezt befolyásolja a lejtőszög is: a 2,7 m-es abszolút maximumot 20°-os lejtőn mértem. Mind a felezési, mind pedig a maximális repülési távolság törvényszerűen növekszik a becsapódási energia növekedésével, és nő a lejtőn lefelé mozgó szemcsék lejtőirányú elmozdulásának távolsága a lejtőszög növekedésével, ha a cseppenergia változatlan. Ez utóbbi megállapításnak az ellenkezője érvényes a felfelé repülő szemcsékre.

A homokon végzett távolságmérésekhez hasonló módon mértem a talajszemcsék és aggregátumok lejtőirányú elmozdulásának távolságát öt különböző

2. táblázat

A repülő homokszemcsék összes tömege (g) a lejtőirányú elmozdulás függvényében

(1) Esési magasság, lejtőszög, elmozdulás iránya		(2) Az elmozdulás átlagos távolsága, cm									(3) Max. táv., cm
		5	10	15	20	25	30	35	40	40—	
1,0 m 3°	L(le)	9,37	3,49	1,85	1,01	0,50	0,50	0,23	0,23	0,43	110
	F(fel)	6,39	2,44	1,10	0,73	0,32	0,32	0,18	0,17	0,20	100
1,0 m 10°	L	10,85	4,02	2,28	1,28	0,64	0,64	0,28	0,27	0,78	140
	F	4,71	1,84	0,86	0,46	0,22	0,22	0,08	0,08	0,12	100
1,0 m 20°	L	12,99	4,75	2,76	1,71	1,00	0,99	0,47	0,47	1,21	160
	F	2,45	0,91	0,39	0,18	0,07	0,07	0,05	0,04	0,04	80
2,5 m 3°	L	16,03	6,43	3,61	2,27	1,36	1,36	0,71	0,71	1,19	—
	F	12,58	5,09	2,85	1,86	0,48	0,47	0,51	0,51	0,68	—
2,5 m 10°	L	18,77	7,24	4,17	2,88	1,79	1,79	0,98	0,97	2,20	175
	F	10,18	4,31	2,31	1,50	0,79	0,79	0,41	0,40	0,42	110
2,5 m 20°	L	16,32	7,29	4,41	2,98	1,87	1,87	1,13	1,12	3,20	—
	F	5,94	2,19	1,07	0,64	0,35	0,34	0,16	0,15	0,28	—
4,0 m 3°	L	16,12	7,71	4,28	2,90	1,68	1,68	0,98	0,98	1,86	175
	F	14,29	6,46	3,88	2,56	1,30	1,29	0,72	0,71	1,32	150
4,0 m 10°	L	22,81	10,90	5,31	4,13	2,49	2,48	1,44	1,43	4,73	200
	F	7,82	3,38	2,23	1,07	0,51	0,51	0,25	0,25	0,60	130
4,0 m 20°	L	23,16	12,19	6,36	4,08	2,69	2,69	1,63	1,63	8,97	270
	F	6,85	2,67	1,20	0,56	0,32	0,31	0,11	0,11	0,28	120

talajon (4. táblázat), valamint meghatároztam a mérési adatokra illesztett görbék paramétereit (5. táblázat) is. A fröccsenés és ütközéses erózió különbsége a felezési távolságokban is megnyilvánul: a lefelé és felfelé irányuló szemcsemozgás felezési távolságai között nagyobb a különbség a fröccsenéses erózió esetén, mint az ütközéses erózió alkalmával (v. ö. 3. és 5. táblázat). Ez azzal magyarázható, hogy a talajfelszínen áramló vízlepel lefelé vastagodik, ami a vízcseppek becsapódásának eltérő körülményeit okozza.

A szerkezetes talajok szemcséinek maximális repülési távolsága kisebb, mint a hasonló cseppenergia (esési magasság) hatására azonos lejtőszögnél homokon mért érték.

A szerkezetes talajokra is érvényes az a megállapítás, hogy a 40 cm-nél távolabb repülő szemcsék (aggregátumok) százalékos aránya elhanyagolható az összes röppályán mozgó szemcse tömegéhez képest (4. táblázat). Mindezeket az adatokat felhasználtam a csepperózió szabadföldi mérésének kidolgozására, amelyről külön tanulmányban számolok be.

2. A vízhőmérséklet hatása az erózióra

a) Ütközéses erózió

Vizsgáltam, hogy az esőcseppek hőmérséklete befolyásolja-e az ütközéses erózió mértékét.

A KAZÓ-féle esőztető készülékkel 40 mm/h intenzitású, $872 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ energiájú mesterséges esőt állítottam elő. Az esőztetést minden kísérletnél 15 percig végeztem. A korábbi mérésekhez képest rövidebb időtartamot alkalmaztam, hogy ez alatt az idő alatt a készülékből kicsöpögő vízcseppek hőmérsékletváltozása ne érje el az 1°C -t.

3. táblázat

A homokszemcsék lejtőirányú elmozdulásának távolságát leíró egyenletek paramétereit (p_1 , p_2) és a matematikai értékelés egyéb adatai

(1) Esési magasság, lejtőszög, elmozdulás iránya		p_1	p_2	(2) Felezési távolság, cm	(3) Közép- érték, g	(4) Szórás
1,0 m 3°	L	21,690	-0,171	4,06	2,147	3,120
	F	15,056	-0,173	4,00	1,456	2,132
1,0 m 10°	L	24,432	-0,166	4,18	2,532	3,593
	F	11,057	-0,172	4,02	1,059	1,588
1,0 m 20°	L	28,414	-0,161	4,31	3,142	4,230
	F	6,249	-0,188	3,68	0,520	0,834
2,5 m 3°	L	32,817	-0,148	4,69	4,060	5,201
	F	26,661	-0,153	4,52	3,044	4,185
2,5 m 10°	L	38,089	-0,147	4,71	4,824	6,007
	F	20,555	-0,144	4,80	2,586	3,335
2,5 m 20°	L	28,908	-0,122	5,70	4,624	5,159
	F	14,059	-0,175	3,96	1,355	1,972
4,0 m 3°	L	24,702	-0,117	5,92	4,099	4,528
	F	28,892	-0,122	5,69	4,541	5,191
4,0 m 10°	L	36,456	-0,117	5,90	6,096	6,602
	F	16,125	-0,154	4,51	1,843	2,521
4,0 m 20°	L	40,292	-0,115	6,05	6,804	7,479
	F	16,461	-0,177	3,93	1,516	2,319

4. táblázat

A repülő talajszemcsék és aggregátumok összes tömege (g) a lejtőirányú elmozdulás függvényében
 $\alpha = 10^\circ$; $i = 30$ mm/h; $E' = 505 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$; $t_k = 30$ min; $h = 2,5$ m

(1) Talaj, elmozdulás iránya		(2) Az elmozdulás átlagos távolsága, cm									(3) Max. táv., cm
		5	10	15	20	25	30	35	40	40—	
ABET A _{sz}	L	3,39	1,40	0,81	0,56	0,35	0,35	0,19	0,19	0,41	145
	F	1,55	0,66	0,35	0,22	0,12	0,11	0,06	0,06	0,07	100
RBET A _{sz}	L	2,03	0,88	0,50	0,38	0,28	0,27	0,18	0,17	0,28	120
	F	1,11	0,42	0,23	0,15	0,08	0,07	0,04	0,03	0,04	90
LH	L	3,01	1,29	0,75	0,42	0,27	0,27	0,14	0,13	0,22	135
	F	1,48	0,52	0,29	0,19	0,10	0,10	0,06	0,05	0,05	100
EEXT	L	4,26	1,88	1,01	0,69	0,40	0,40	0,23	0,23	0,33	140
	F	2,11	0,70	0,37	0,21	0,10	0,10	0,06	0,05	0,06	95
LÖSZ	L	1,81	0,79	0,46	0,30	0,21	0,21	0,12	0,12	0,20	145
	F	0,85	0,31	0,18	0,12	0,08	0,07	0,03	0,03	0,04	105

α : lejtőszög; i : intenzitás; E' : fajlagos cseppteljesítmény; t_k : a kísérlet időtartama; h : esési magasság

A kísérleteket három különböző vízhőmérsékletnél (13 °C, 22 °C, 31 °C) végeztem el, minden esetben 3°-os lejtőszögnél. A vízhőmérsékletet a felszín fölött 5—6 cm-rel pillanathőmérővel ellenőriztem. A víz felületi feszültségét torziós mérleggel, az ún. leszakításos módszerrel mértem (ERDEI-GRÚZ és PROSZT, 1951).

5. táblázat

A szerkezetes talajok aggregátumainak és szemcséinek lejtőirányú elmozdulását leíró egyenletek paraméterei (p_1 , p_2) a matematikai értékelés egyéb adatai

$\alpha = 10^\circ$; $h = 2,5$ m

(1) Talaj, elmozdulás iránya		p_1	p_2	(2) Felezési távolság, cm	(3) Közép- érték, g	(4) Szórás
ABET	L	6,488	−0,136	5,09	0,905	1,081
	F	3,151	−0,146	4,76	0,391	0,510
RBET	L	3,551	−0,121	5,74	0,586	0,627
	F	2,425	−0,160	4,33	0,266	0,365
LH	L	5,885	−0,139	5,00	0,785	0,979
	F	3,400	−0,170	4,07	0,349	0,483
FEKT	L	8,153	−0,135	5,15	1,137	1,376
	F	5,367	−0,189	3,66	0,463	0,701
LÖSZ	L	3,309	−0,127	5,44	0,503	0,573
	F	1,823	−0,158	4,40	0,209	0,275

Az adatok (6. táblázat) egyértelműen bizonyítják, hogy a hőmérséklet emelkedésével az ütközéses erózió mértéke csökken. Az átlagos tömegcsökkenés 18 °C-os hőmérséklet-növekedés esetén 12%-ot ért el a hideg ütközés %-ában kifejezve. Ez a tömegcsökkenés az első 9 °C-os hőmérséklet-emelkedés során (13 °C-ról 22 °C-ra) valamivel nagyobb, mint az újabb 9 °C-os növekedés hatására.

Tényként kell elfogadnunk a hőmérséklet emelkedésével csökkenő ütközéses eróziót, mely jelenség okát több tényezőben is kereshetjük: egyrészt az esőcseppek esésekor fellépő változásokban, másrészt az ütközés mechanizmusában.

A lefelé hulló esőcseppeket a felületi feszültség gömb alakban tartaná, ha az esés során nem létezne légellenállás. Ez utóbbi miatt azonban a cseppek torzulnak, és e torzulás mértékét befolyásolja a vízhőmérséklettől függő felületi feszültség és viszkozitás. Matematikai—fizikai elméleti módszerrel bizonyítható, hogy az esési sebességet jelentősen befolyásolja a cseppalak. Ennek alapján jogosnak tűnik az a feltételezés, hogy a vízhőmérséklet közvetve, a cseppalak változásán keresztül befolyásolja az esési sebességet.

Meghatároztam az esőztető készülékből kicsöpögő víz felületi feszültségét 0—40 °C között. Csepperóziós méréseim tartományában ennek változása 2,7—2,8 din/cm volt. Ez elég kicsinek tűnt ahhoz, hogy direkt következtetéseket vonjak le a cseppek becsapódási sebességeinek eltéréseire vonatkozóan. Ezért szükséges volt, hogy a különböző hőmérsékletű cseppek becsapódási sebességét közvetlenül mérjem.

Ezt fototechnikai módszerrel végeztem el (KERÉNYI, 1982). A 4,8 m-es esési magasságból hulló cseppeknél nem tudtam sebességkülönbséget kimutatni. Ha figyelembe vesszük a fototechnikai mérés pontosságát, azt kell megállapítanunk, hogy a 13 °C-os és 31 °C-os cseppek végsebessége között maximálisan 0,1 m/sec-os különbség lehetséges. Ez a sebességkülönbség 7296, ill. 7077 erg energiájú becsapódásokat eredményezhet, amiből az energia és elmozdult anyagmennyiség közötti

6. táblázat

A vízhőmérséklet hatása a röppályán elmozdult homok tömegére mesterséges esőn

$A = 9 \text{ dm}^2$; $\alpha = 3^\circ$; $i = 40 \text{ mm/h}$; $E' = 872 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$; $t_k = 15 \text{ min}$

(1) Vízhőmérséklet, °C	(2) Nedvesség, súly-%	(3) L(lefelé)	(4) F (felfelé)	L + F
mozgó homokszemcsék tömege, g				
13	16,0	50,78	35,40	86,18
	11,6	48,63	32,40	81,03
	12,6	46,00	34,28	80,28
(\bar{X}_{13})	13,4	48,47	34,03	82,50
22	16,8	46,62	33,57	80,19
	12,5	44,96	30,52	75,48
	13,3	41,50	33,21	74,71
(\bar{X}_{22})	14,2	44,36	32,43	76,79
31	16,5	43,71	33,10	76,81
	11,1	41,28	28,85	70,13
	13,0	39,65	31,16	70,81
(\bar{X}_{31})	13,5	41,54	31,04	72,58

\bar{X} : az adott hőmérséklethez tartozó mérések átlaga

összefüggés felhasználásával az elmozdított anyagmennyiség számolható. A számítást elvégezve 3,1%-os tömegnövekedés adódott. *A hőmérséklet okozta feltételezett cseppsebesség-különbség tehát nem magyarázza meg a mért 12%-os tömegkülönbséget.*

A nagyobb különbséget a felszínhez való ütközés mechanizmusában kell keresnünk. Itt a következő tényezők jöhetnek számításba: a meleg csepphez képest a hideg vízcsepp 1. esés közben kevésbé torzul, így kisebb felülettel csapódik a talajra (ugyanolyan cseppenergiánál egységnyi felületre nagyobb nyomás hat); 2. kisebb a felszínen való szétterülési hajlama; 3. nagyobb viszkozitása miatt a homokszemcsék közé való beszivárgása (helyesebben „bepréselődése”) lassúbb, és ez növeli a csepp felfröccsenő hányadát. Ezek alapján a hideg vízcsepp ütközését *kemény ütközésnek*, a meleg vízcseppét *lágú ütközésnek* nevezem. Technikai eszközeim nem voltak elegendők ahhoz, hogy az utóbb felsorolt tényezők mennyiségi viszonyait vizsgáljam.

b) Fröccsenés és lepelerozió

Agyagbemosódásos barna erdőtalaj A_{sz} -szintjének monolitján végeztem kísérleteket 20 mm/h intenzitású ($436 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) esővel 10°-os lejtőn. Minden alkalommal 15 percig esőztettem a felszínt. A kis tömegű anyagelmozdulás miatt ebben az esetben az $L + F + OI$ adatokat használtam fel az értékelésnél (KERÉNYI, 1982). A 10°-os lejtőt azzal a céllal állítottam elő, hogy már az eső első percében kezdődjön meg a lefolyás is, így a fröccsenés és lepelerozió egyidőben hasson. A kísérleteket háromféle hőmérsékletű esővel (13 °C, 22 °C, 31 °C), négyszeres ismétléssel végeztem, mivel ebben az esetben a szórás elég jelentősnek bizonyult. Az adatokat a 7. táblázat tartalmazza.

Az egyes hőmérsékletekhez tartozó átlagértékek alapján megállapítható, hogy a röppályán történő anyagelmozdulást kisebb mértékben befolyásolja a hőmérséklet tömött állapotú szerkezetes talajon, amelyen egyidejűleg felszíni lefolyás is végbemegy, mint a felszíni lefolyás nélküli kísérletekben, homokon. A homokon mért 12%-os csökkenéssel szemben az agyagbemosódásos barna erdőtalajon csak 4,4%-kal lett kevesebb az anyagmozgatás 18 °C hőmérsékletemelkedés hatására.

A felszínen gyakorlatilag a teljes esőztetés időtartama alatt vékony vízréteg folyt, amely a lejtő alsó részén vastagabb volt, így az esőcseppek nem közvetlenül a talajhoz ütköztek, hanem a vízfilmhez. A felületi feszültség és viszkozitás változásának szerepét ebben a bonyolult mechanizmusban nem sikerült egyértelműen tisztázni. A beszívargó (a röppályás anyagmozgatás szempontjából inaktív) és a szétfröccsenő (aktív) víz szerepét viszont a következőképpen magyarázom.

A cseppek becsapódásakor a talajszemcsék közé víz préselődik. A szétfröccsenő anyag mennyisége szempontjából az aktív víz mennyisége a lényeges. Ha nagy aktív vízmennyiség esetén a bepréselődő (inaktív) hányad kismértékben megnő (viszkozitás, felületi feszültség csökken a hőmérséklet emelkedésével), ez nem csökkent túl sokat az aktív hányad arányán — következésképpen nem fog nagymértékben csökkenni a szétfröccsenő talaj mennyisége sem. Ebből az az általánosabb következtetés is levonható, hogy minél kötöttebb, rosszabb vízáteresztésű egy talaj, annál kevésbé befolyásolja a vízhőmérséklet a szétfröccsenő anyag mennyiségét.

A lepelerozió növekedése kisebb hőmérsékleten nagyobb részben a lefolyó víz megnövekedett mennyiségéből származik (7. táblázat), kisebb mértékben befolyásolhatja a növekvő fröccsenés erózió.

A természetes eső fröccsentő hatásának értelmezéséhez a következőkkel járultak hozzá a hőmérséklettel kapcsolatos mérések. Az esővíz kis hőmérséklet-különbsége esetén (4—5 °C) a hőmérséklet-okozta anyagelmozdulás-különbségek olyan kicsik, hogy azok gyakorlatilag minden talajtípus esetében elhanyagolhatók. Nagy hőmérséklet-különbségek viszont magyarázatot adhatnak mérési anomáliák okaira. Ugyanez állapítható meg a lefolyó víz mennyiségéről és a lepelerozió mértékéről is.

3. Az iniciális erózió időbeli változásai

Ebben a fejezetben az iniciális erózió részfolyamatainak időbeli változásait vizsgálom talajtípusonként a száraz talajon lejátszódó ütközéses eróziótól a lepelerozió állandósulásáig.

7. táblázat

A vízhőmérséklet hatása a fröccsenéses erózióra (a), az összes lefolyásra (b) és a lepelerózióra (c) agyagbemosódásos barna erdőtalaj A_{sz} -szintjén

$A = 10,8 \text{ dm}^2$ (a), 20 dm^2 (b, c); $\alpha = 10^\circ$; $i = 20 \text{ mm/h}$;
 $E' = 436 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$; $t_k = 15 \text{ min}$; $N = 26 - 29 \text{ súly-\%}$

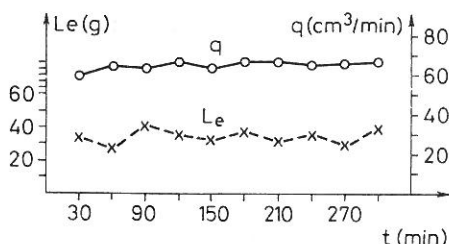
(1) Mérés száma	(2) Vízhőmérséklet, °C		
	13	22	31
a) Fröccsenéses erózió ($L + F + 01$), g			
1	7,86	8,50	7,59
2	8,28	7,62	7,81
3	8,43	7,98	8,02
4	7,61	7,73	7,38
\bar{X}	8,05	7,96	7,70
s	0,38	0,39	0,28
s%	4,7	4,9	3,6
b) Összes lefolyás (Σq), cm^3			
1	465	410	390
2	430	460	420
3	450	445	435
4	425	435	405
\bar{X}	443	438	413
s	18,5	21,0	19,4
s%	4,2	4,8	4,7
c) Lepelerózió (L_e), g			
1	5,86	5,43	5,00
2	5,12	5,01	4,06
3	5,38	4,92	4,72
4	5,07	5,10	5,21
\bar{X}	5,36	5,12	4,75
s	0,36	0,22	0,50
s%	6,7	4,3	10,5

$L + F + 01$ = lefelé, felfelé és oldalirányba mozgó talajszemcsék tömege

Méréseimet kis meredekségű lejtőn (3°) $505 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ energiájú esővel végeztem. A kísérleteket tíz percnként megszakítottam a felfogó edények ürítése céljából. Talajtípusonként és talajszintenként a következő adatokat mértem: az ütközéses és fröccsenéses erózió mértékét ($L + F$), a lefolyás megindulásának időpontját (t_a), a lepeleróziót (L_e), a lefolyást (q), a hordalékkoncentrációt (q_c). Az eredményeket az idő függvényében ábrázoltam (3—5. ábrák).

Egyetlen talajon a lepelerózió állandósulása után 300 percig vizsgáltam a vízhozam és a lepelerózió változását (3. ábra). Az ábra a vízhozam minimális ingadozását mutatja, ugyanakkor a lepelerózió mértéke 300 perc után is jelentősen ingadozik, amit a talaj heterogenitásával magyarázok. Ez a hosszú mérési sor arra is

bizonyítékul szolgál, hogy nedves talajon a lepelerozió és a lefolyás változásai nem szabályosak. Kísérleteim során meggyőződtem, hogy az iniciális erózióban bekövetkező lényeges változások — a kezdetben száraz talajfelszínre hulló esők alkalmával — az első 50—60 percben játszódnak le. A továbbiakban ezeket a változásokat elemzem talajonként.



3. ábra

A lepelerozió (L_e) és a lefolyás (q) változása az idő függvényében agyagbemosódásos barna erdőtalaj A_{sz} -szintjén. N (nedvességi állapot a kísérlet kezdetekor) = 30,2 súly-%; $\alpha = 3^\circ$; $E' = 505 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$; $i = 30 \text{ mm/h}$

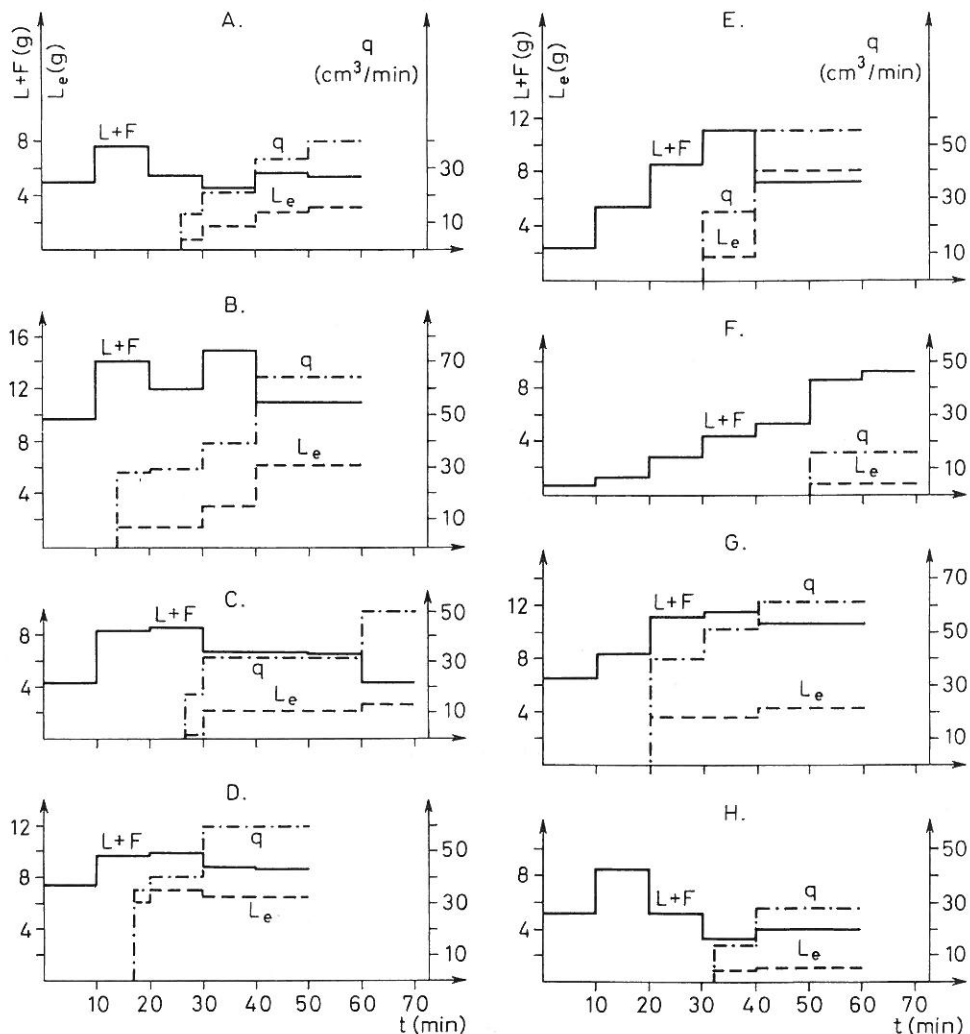
Az agyagbemosódásos barna erdőtalaj A_{sz} -szintjén (4/A. ábra) az eső kezdetétől számított 10—20 perc között van az ütközéses erózió maximuma, ami azzal magyarázható, hogy az első tíz percben szétesnek a kevésbé ellenálló aggregátumok, és a kisebb méretű szerkezeti elemeket nagyobb össz tömegben mozgatja az azonos cseppenergiájú eső. Az $L + F$ érték a lefolyás megindulása után éri el a minimumot, mivel a lepelerozió az ütközéses erózióval szétrombolt aggregátumok egy részét elszállítja, a vízlepel pedig kezdetben igen vékony ahhoz, hogy a „PALMER-effektus” érvényesüljön. Ez utóbbi megjelenése okozza 40—50 perc között az $L + F$ érték második maximumát. A lefolyás kezdetétől fokozatosan nő a vízhozam és a lepelerozió.

Az agyagbemosódásos barna erdőtalaj B -szintjén (4/B. ábra) még kifejezettebb a két csepperóziós maximum, amelyek ebben az esetben közel egyformák. Figyelemre méltó, hogy az $L + F$ abszolút értékei jóval nagyobbak, mint az A_{sz} -szint esetében, ami a B -szint nagy agyagtartalma ellenére a csepperózióval szemben rosszabb ellenálló képességet bizonyít. A lefolyás több mint 10 perccel hamarabb kezdődik meg, mint az A -szinten. A lepelerozió hirtelen növekedése 40 percnél a vízhozam növekedésével függ össze.

A Ramann-féle barna erdőtalaj A_{sz} -szintjén (4/C. ábra) az ütközéses és fröccsenéses erózió maximuma összeolvad egy maximummá. A vízhozam növekedésével az $L + F$ érték csökken, a lepelerozió mértéke viszont jelentős vízhozam-növekedés hatására sem változik lényegesen, ami a talaj jó ellenálló képességével magyarázható. A hordalékkoncentráció csökkenése összefügg a csepperózió mértékének időbeli változásával.

Ugyanez jellemző a görbék lefutására az agyagbemosódásos barna erdőtalaj rigolirozott változatán (4/D. ábra), de az erózió szempontjából két lényeges tényre hívom fel a figyelmet: ezen a talajváltozaton 10 perccel hamarabb kezdődött a lefolyás, másrészt a mért értékek jóval nagyobbak, mint a Ramann-féle barna erdőtalaj A_{sz} -szintjén: a lepelerozió pl. háromszoros!

A Lapis-tető déli előterében található *lejtőhordalék-talaj* szerkezeti elemeit fokozatosan rombolják szét az esőcseppek, ami az $L + F$ érték folytonos növekedésével jár együtt (4/E. ábra). A lefolyás a 29. percben indul meg. Az $L + F$ érték 30–40 perc között éri el a maximumát. Az első harminc percben sok olyan, szállításra



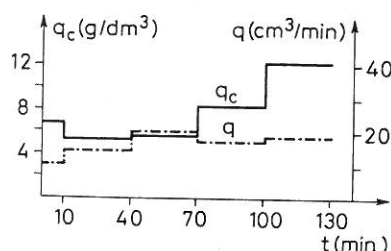
4. ábra

A csepperózió ($L + F$), a lepelerózió (L_e) és a lefolyás (q) változása az idő függvényében különböző talajokon. A. Agyagbemosódásos barna erdőtalaj A_{sz}-szintje. B. Agyagbemosódásos barna erdőtalaj B-szintje. C. Ramann-féle barna erdőtalaj A_{sz}-szintje. D. Agyagbemosódásos barna erdőtalaj rigolírozott változata. E. Lejtőhordalék-talaj. F. Ramann-féle barna erdőtalaj B-szintje. G. Erősen erodált köves erdőtalaj. H. Művelt területől származó lösz.

$$\alpha = 3^\circ; E' = 505 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}; i = 30 \text{ mm/h}$$

alkalmas mikroaggregátum és egyedi szemcse termelődött, amelyet a kis energiájú vízlepel csak lassan szállított el. Ugyanakkor a vízlepel viszonylag hamar elérte a fröccsenés növekedése szempontjából kritikus értéket. Ezzel magyarázható a csepperózió 30—40 perc közötti maximuma. A vízhozam további gyors növekedése (vastagodó vízlepel) 40 perc után a fröccsenéses erózió csökkenését eredményezi.

Minden eddigi talajtól eltérnek a *Ramann-féle barna erdőtalaj B-szintjének* tulajdonságai (4/F. ábra). A talajsínt az eredeti állapotot képviseli, művelés nem érte.



5. ábra

A hordalékkoncentráció (q_c) és a lefolyás (q) időbeli változása Ramann-féle barna erdőtalaj B-szintjén. $\alpha = 3^\circ$; $E' = 505 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$; $i = 30 \text{ mm/h}$

Agronómiailag igen jó szerkezetű: az 1—3 mm-es szerkezeti elemek uralkodnak. Ezeket a nagy energiájú cseppek (5635 erg) fokozatosan rombolják szét, így az idő függvényében egyre nő az ütközéses erózió. A talaj jó ellenállását bizonyítják az L + F igen kis abszolút értékei az első 30 percben. Kedvező a vízbefogadása is, aminek eredményeként csak 50 perc után kezdődik meg a lefolyás. A vízhozam és a lepelerozió kicsi, de a vízlepel megjelenésével megnő a röppályán mozgatott talaj tömege. A hordalékkoncentráció hosszú időn keresztül nő (5. ábra), ami az aggregátumok hosszan tartó, lassan fokozódó szétesésére utal, miközben a vízhozam gyakorlatilag nem változik.

Az erodált köves erdőtalaj földes részének jelentős agyagtartalma miatt száraz állapotban nagy a vízbefogadó képessége (repedések a talajban), így 20 percen át csak az ütközéses erózió hat (4/G. ábra). Az L + F görbéjének jellege hasonlít az agyagbemosódásos barna erdőtalaj rigolirozott változatához. A nedvesség növekedésével duzzad a talaj, záródnak a repedések, aminek következtében a lefolyás hirtelen nagy értékkel indul. A lepelserűen mozgó víz energiáját a kövek fékezik, így a lefolyás növekedésével a lepelerozió csak igen kis mértékben nő.

A művelt területől származó löszön 32 percig tartott az ütközéses erózió (4/H. ábra). A 10—20 perc közötti maximum az álaggregátumok szétesésének következménye. (A talajműveléssel rendszeresen lazított löszben nincs talajtani értelemben vett szerkezeti elem. A talajnedvességben oldott CaCO_3 a lösz száradásakor először hidrogénkarbonáttá alakul, majd ez CO_2 -vesztéssel szénasavas mészes formájában kicsapódik, és az egyedi löszszemcséket álaggregátumokká kapcsolja össze, amelyek vízállósága gyenge.) A lösz jó vízáteresztő képességének eredményeképpen csekély a felszíni lefolyás és a lepelerozió, a vékony vízlepel miatt viszont az L + F érték csekély második maximumot mutat. A mérés időtartama alatt nem lehetett kimutatni a vízlepel védő hatását a csepperózióval szemben.

A talajonkénti különbségek ellenére a közös vonások alapján az iniciális eróziónak a *szerkezetes talajokra jellemző általános modellje* megadható.

1. szakasz. A száraz aggregátumok a nedvesedési erőknél és az esőcseppek becsapódási energiájának együttes hatására szétesnek, és az így kialakult egyedi szemcséket, kisméretű aggregátumokat a becsapódó esőcseppek röppályán mozgatják. A röppályán mozgatható aggregátumok, szemcsék összömege az idő függvényében nő. Az aggregátumrombolás hatására az ütközéses erózió maximuma leggyakrabban az esőztetés kezdetétől mért 10—20 perc között van.

2. szakasz. A lefolyás megindulásakor az addig szétrombolt aggregátumokat a víz részben elszállítja. A csepperózió az első szakasz végéhez képest csökken. A kezdetben kis energiájú áramlás miatt a lepelerózió kis abszolút értékű, de a hordalékkoncentráció jelentős. A lefolyásnak ez a kezdeti szakasza mechanikai szempontból jól szelektál: csaknem kizárólag a 0,32 mm-nél kisebb szemcséket szállítja.

3. szakasz. A vízlepel vastagodásával a fröccsenéses erózió — a PALMER-féle effektus miatt — újra növeli a röppályás szemcsemozgató mértékét ($L + F$ második maximuma). Ezzel párhuzamosan és ennek eredményeképpen kialakul a hordalékkoncentráció második maximuma.

4. szakasz. A vastagodó vízlepel csökkenti a cseppek közvetlen talajmozgató hatását, viszonylagosan növekszik a felszínen áramló víz letaroló szerepe. A csepperózió és lepelerózió együttes pusztító hatása lassú ütemben csökken.

Az ismertetett modell az iniciális erózió időbeli változásainak szabályszerűségeit fejezi ki, ugyanis *minden talajtípusra érvényes törvényszerűséget nem lehet megállapítani*: a folyamat egyes szakaszainak időtartama, a maximumok száma és időpontja a talajtulajdonságoktól függően lényegesen különbözhet. Még a lefolyás elején mérhető hordalékkoncentráció-maximum sem jelentkezik minden esetben.

Hosszú lejtőkön a víz összegyülekezésének néha tekintélyes időtartama miatt (SALAMIN és WINTER, 1979, 1980) a lejtők aljában a leírt hordalékképződési maximumok egy maximummá olvadhatnak össze. Ez különösen azoknál a talajoknál valószínű, amelyeknél a fröccsenéses maximum a lefolyás megindulása után hamar kialakul: ekkor ugyanis az ütközéses szakaszban előzőleg felaprózott aggregátumok már a lefolyás kezdetén hordalékkoncentráció-maximumot okoznak, amelyre a fröccsenéses erózió maximuma szuperponálódik.

Összefoglalás

A KAZÓ-féle esőztető készülék felhasználásával vizsgáltam az iniciális erózió (csepperózió + a lepelerózió kisenergiájú szakasza) folyamatát.

Mértem az esőcseppek becsapódásának hatására röppályán mozgó talajszemcsék lejtőirányú elmozdulásának távolságát. Megállapítottam, hogy a talajszemcsék 94—98%-a 40 cm-nél kisebb távolságba repül. Mérési adataimat nemlineáris regresszióval értékeltem számítógépprogram felhasználásával. Ennek alapján kiszámítottam a felezési távolságot a kísérletekben alkalmazott anyagokra és lejtőszögekre.

Vizgáltam a vízhőmérséklet hatását az ütközéses, a fröccsenéses, és lepelerózióra. Az adatok egyértelműen bizonyították, hogy a hőmérséklet emelkedésével csökken az ütközéses erózió mértéke, ami a meleg vízcsepp „lágý” ütközésével magyarázható. Köttöttebb szerkezetes talajon a vízhőmérséklet emelkedése kisebb mértékben csökkenti a fröccsenéses és lepeleróziót.

Több talajtípuson vizgáltam az iniciális erózió időbeli lefolyását. Bár az egyes típusokon kisebb-nagyobb mértékben eltértek a mérési eredmények, az általános szabályszerűség megállapítható volt: a folyamat négy szakaszra tagolható, amelyeket tanulmányomban részletesen elemeztem.

Irodalom

- BUBENZER, G. D. & JONES, B. A., 1971. Drop size and impact velocity effect on the detachment of soils under simulated rainfall. *Transactions of the ASAE*. **14**. 625—628.
- CSEKŐ G., 1976. Az esőszerű öntözés minőségének javítása a cseppenergia figyelembevételével. *Agrártud. Közl.* **35**. 593—607.
- CSEKŐ G. & SZALAI GY., 1980. Az esőminőség és a vízadagolás összefüggései. *Hidrológiai Közöny.* **60**. 253—259.
- DIXON, W. J. et al., 1983. Chapter 14. 1. Nonlinear regression P3R. In: *BMDP Statistical software*. 209—304. University of California Press. Berkeley.
- ERDEI-GRÚZ T. & PROSZT J., 1951. Fizikai—kémiai praktikum. Tankönyvkiadó. Budapest.
- GÓCZÁN L., 1974. Vízáteresztő képesség — esőáteresztő képesség. *Földrajzi Értesítő*. **23**. 401—404.
- GÓCZÁN L. & SZÁZ A. F., 1971. A talaj látszólagos vízáteresztő képességének, mint a lejtőszög függvényének hidropedológiai vizsgálata. *Földrajzi Értesítő*. **20**. 261—266.
- HØGH-SCHMIDT, K. & BROGAARD, S., 1976. The energy of raindrops. *Geografisk Tidsskrift*. **75**. 24—29.
- HUDSON, N., 1973. Soil conservation. Batsford. London.
- JENEY CS., 1977. A csapadékvíz, valamint a talaj hőmérsékleti állapotának hatása a beszívárgás és az elfolyás feltételeire. *Agrokémia és Talajtan*. **26**. 291—308.
- KAZÓ B., 1966. Eróziós talajvizsgáló módszerek. *Agrokémia és Talajtan*. **15**. 389—391.
- KAZÓ B., 1966. A talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak meghatározása mesterséges esőztető készülékkel. *Agrokémia és Talajtan*. **15**. 239—252.
- KAZÓ B., 1979. Determination of the soil erosion by rainfall simulator and high-speed—cinematography. *Colloque agricole des sols en milieu tempéré non mediteranen*. Strasbourg. 113—116.
- KAZÓ B. & KLIMES-SZMIK A., 1964. A mesterséges esőztetéssel párhuzamosan végzett kutatófilmezés módszere. *Időszerű Öntözési Kutatások*, 1963. 99—101. VITUKI. Budapest.
- KERÉNYI A., 1982. Mesterséges eső ütéhatásának kvantitatív vizsgálata modellkísérletekben, homokon. *Agrokémia és Talajtan*. **31**. 165—178.
- KERÉNYI A., 1984. A csepperózió hatása a homokszemcsék méret szerinti differenciálódására. *Agrokémia és Talajtan*. **33**. 63—74.
- KURON, H., JUNG, L. & SCHREIBER, H., 1956. Messungen von oberflächlichem Abfluss und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden Deutschlands. *Schriftenrh. d Kuratoriums f. Kulturbauwesen*. H. 5. Hamburg.
- MORGAN, R. P. C., 1978. Field studies of rainsplash erosion. *Earth Surface Processes*. **3**. 295—299.

- MORGAN, R. P. C., 1982. Splash detachment under plant covers: Results and implications of a field study. *Transactions of the ASAE*. **25**. 897—991.
- MUTCHLER, C. K., 1965. Using the drift of waterdrops during fall for rainfall simulator design. *J. Geophys. Res.* **70**. 3899—3902.
- MUTCHLER, C. K., 1967. Parameters for describing raindrop splash. *Journ. Soil Water Conserv.* **22**. 91—94.
- MUTCHLER, C. K., 1970. Size, travel and composition of droplets formed by waterdrop flash on thin water layers. Ph. D. Diss. University of Minnesota, St. Paul.
- MUTCHLER, C. K. & LARSON, C. L. L., 1971. Splash amounts from waterdrop impact. *Water Resources Res.* **1**. 195—200.
- PALMER, R. S., 1965. Waterdrop impact forces. *Transactions of the ASAE*. 69—72.
- DE PLOEY, J. & SAVAT, J., 1968. Contribution à l'étude de l'érosion par le splash. *Zeitschrift für Geomorphologie*. **12**. 174—193.
- REEVE, I. J., 1982. A splash transport model and its application to geomorphic measurement. *Zeitschrift für Geomorphologie*. **26**. 55—71.
- SALAMIN, P. & WINTER, J., 1979. Methode de determination de l'érosion agricole des sols à l'aide des expériences au laboratoire hydraulique. Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen, Strasbourg-Colmar, 20—23 Sept. 1978. 127—131. Strasbourg, 1979.
- SALAMIN, P. & WINTER, J., 1980. Laboratory investigation of sheet erosion. *Periodica Polytechnica*. **24**. 277—288.
- SCHMIDT, R. G., 1979. Probleme der Erfassung und Quantifizierung von Ausmass und Prozessen der aktuellen Bodenerosion (Abspülung) auf Ackerflächen. Basel.
- SCHMIDT, R. G., 1980. Probleme der Simulation erosiver Niederschläge. *Regio Basiliensis*. **21**. 174—185.
- SEILER, W., 1980. Messeinrichtungen zur quantitativen Bestimmung des Geoökofaktors Bodenerosion in der topologischen Dimension auf Ackerflächen im Schweizer Jura. *Catena*. **7**. (2/3) 233—250.

Érkezett: 1985. december 10.

Laboratory Simulation Study on the Initial Erosion of Sand and Soils with Well-Developed Structure

A. KERÉNYI

Dept. of Geography, L. Kossuth University, Debrecen (Hungary)

Summary

The process of initial erosion was studied using a rainfall simulator in the laboratory. (Initial erosion = raindrop erosion + the low energy phase of sheet erosion. Raindrop erosion = drop impact erosion + splash erosion.) First it was measured how far the sand or soil particles had been moved upslope and downslope by drop impact erosion (Fig. 2 and Tables 2 and 4). The relationship of the measured data was described by the following equation:

$$m = p_1 e^{p_2 l},$$

where m = bulk of displaced particles (g); l = distance of upslope and downslope movement (cm); p_1 and p_2 = parameters determined by computer in each individual case; e = the base of natural logarithm. The parameters of the regression lines and other data used for mathematical evaluation are given in Tables 3 and 5. The half-distance (λ) (i. e. the distance covered by 50% of the total bulk of particles moving along a trajectory) was also calculated.

The effect of water temperature on initial erosion was also studied. According to the obtained data an 18 °C rise in temperature resulted in a 12% decrease in drop impact erosion (Table 6). The probable reason of this is the "soft" impact of the warm raindrop (its viscosity and surface tension are reduced). Splash erosion and sheet erosion are but slightly affected by a rise in water temperature (Table 7.)

The progress in time of initial erosion was also examined, and it was found to be more or less different on the various soil types (Fig. 4). On the basis of the measured data four phases of initial erosion may be distinguished. *Phase 1*: due to the combined effect of wetting forces and the impact energy of the raindrops the dry aggregates disintegrate, the resulting small particles are moved along a trajectory by the impact of the falling raindrops, and the total bulk of these small particles is increasing with time. *Phase 2*: at the commencement of runoff, a part of the disintegrated particles is transported by the downward flow, and sediment concentration may be considerable. The effect of drop impact erosion is less than at the end of Phase 1. *Phase 3*: with an increasing thickness of the water film sheet the rate of particle movement along trajectories is increasing again due to splash erosion (the 2nd peak maximum of upslope and downslope movements) resulting in the 2nd maximum of sediment concentration. *Phase 4*: the increasingly thick water film reduces direct drop erosivity while the erosivity of runoff water relatively increases, but the combined destructive effect of raindrop erosion and sheet erosion is lessened. On long slopes, owing to the duration of water concentration, the above sediment formation peaks may coalesce into one maximum.

Table 1. The mechanical composition and humus content of soils used in the experiment.

(1) Soil (and in the case of b) and c) horizons): a) sand; b) lessivated brown forest soil; c) braunerde; d) deluvial soil (deluvial sediment of brown forest soils); e) severely eroded, stony brown forest soil (its type cannot be determined); f) loess. (2) Gravel, stone, %. (3) Earth (particles less than 2 mm in diameter), %. (4) Mechanical composition expressed as a percent of (3) (particle-size diameter in mm). (5) Humus, %.

Table 2. The total bulk of sand particles (g), as a function of upslope and downslope movements. (1) Height of the fall of raindrops, slope angle, and direction of movement (L: downslope; F: upslope). (2) The average distance of movement, cm. (3) Maximum distance, cm.

Table 3. Parameters (p_1 , p_2) of equations describing the distance of the downslope and upslope movements of sand particles, and other data used for the mathematical evaluation. (1) Height of the fall of raindrops, slope angle, and direction of movement. (2) Half distance (λ), cm. (3) Mean, g. (4) Standard deviation.

Table 4. The total bulk of soil particles and aggregates (g), as a function of upslope and downslope movements. (1) Soil (for abbreviations see Table 1), and direction movement. (2) The average distance of movement, cm. (3) Maximum distance, cm. α : slope angle; i : rain intensity; E' : specific raindrop erosivity; t_k : duration of experiment; h : height of the fall of raindrops, m.

Table 5. Parameters (p_1 , p_2) of equations describing the distance of the downslope and upslope movements of the particles and aggregates of well-structured soils, and other data used for the mathematical evaluation. (1) Soil (for abbreviations see Table 1) and direction of movement. For (2) — (4) see Table 3.

Table 6. The effect of water temperature on the bulk of sand particles moving along trajectories. (1) Water temperature, °C. (2) Moisture, weight %. Bulk of sand particles moving (3) downslope and (4) upslope, g. A: surface; \bar{X}_{13} : mean of measurements at a given temperature; for the other signs see Table 4.

Table 7. The effect of water temperature on splash erosion (a), total runoff (b) and sheet erosion (c) on the A_{sz} horizon of a lessivated brown forest soil. (1) Serial number of measurement. (2) Water temperature, °C. N: moisture, weight %; L + F + O = bulk of soil particles moving downslope, upslope and sidewise, g; for the other signs see Table 4.

Fig. 1. Equipment for measuring the upslope and downslope movements of soil particles caused by raindrop erosion. A. Trap pan divided into compartments. B. Placement of the pan during measurement. C. Placement of plates limiting the movement of soil particles. D. Measuring the maximum distance of particle movements of filter paper; sz: filter paper with distances marked on it; e. f.: surface subjected to rain.

Fig. 2. Sketch illustrating the distances (l_1, l_2, l_3, l_4) of particle movements, and other geometric data of splash erosion.

Fig. 3. Changes in sheet erosion (L_e) and runoff (q) as a function of time on the A_{sz} horizon of a lessivated brown forest soil. N (moisture status at the beginning of the experiment) = 30,2 weight %. $\alpha = 3^\circ$; $E' = 505 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$; $i = 30 \text{ mm/h}$.

Fig. 4. Changes in raindrop erosion ($L + F =$ downslope + upslope), sheet erosion (L_e) and runoff (q) as a function of time on various soils. A. A_{sz} horizon of a lessivated brown forest soil. B. B horizon of a lessivated brown forest soil. C. A_{sz} horizon of a braunerde. D. Trenched, lessivated brown forest soil. E. Deluvial soil. F. B horizon of a braunerde. G. Severely eroded, stony forest soil. H. Loess from a cultivated area. $\alpha = 3^\circ$; $E' = 505 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$; $i = 30 \text{ mm/h}$.

Fig. 5. Changes in sediment concentration (q_c) and runoff (q) as a function of time in the B horizon of a braunerde. $\alpha = 3^\circ$; $E' = 505 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$; $i = 30 \text{ mm/h}$.

Лабораторное изучение инициальной эрозии на песках и структурных почвах

А. КЕРЕНИ

Университет им. Л. Кошута, Дебрецен (Венгрия)

Резюме

Изучался процесс инициальной эрозии в лабораторных условиях, используя искусственную дождевальную установку. (Инициальная эрозия = капельная эрозия + стадия струйчатой эрозии с небольшой энергией. Капельная эрозия = эрозия столкновения + эрозия разбрызгивания). Сначала было измерено расстояние движения вдоль склона песчаных и почвенных частиц, сдвинутых под влиянием удара падающих дождевых капель (Рис. 2., Табл. 2. и 4.). Зависимости описали следующим уравнением:

$$m = p_1 e^{p_2 l},$$

где: m = масса частиц (г); l = расстояние в направлении склона, на которое передвинулись частицы (см); p_1 и p_2 = параметры, которые вычислительная машина определяет во всех случаях; e = основание натурального логарифма. Параметры регрессионных кривых и другие данные математической оценки приведены в таблицах 3. и 5. Рассчитано и расстояние полуделения (λ). (Расстояние полуделения: это расстояние на которое летят 50 %-ов сдвинутых частиц.)

Далее, было изучено влияние температуры воды на инициальную эрозию. Результаты показали, что с увеличением температуры на 18°C размеры эрозии

столкновения снизились на 12 %. (Табл. 6.). Это объясняется «мягким» ударом теплой дождевой капли (снижается вязкость, поверхностное натяжение). Эрозия разбрызгивания и струйчатая эрозия под влиянием увеличения температуры воды снижаются в незначительной мере (Табл. 7).

Изучалось прохождение инициальной эрозии во времени. Получены незначительные расхождения результатов для отдельных типов почвы (Рис. 4). На основании измерений мы выделили 4 стадии инициальной эрозии. 1. *стадия*: Сухие агрегаты под влиянием сил увлажнения и энергии падающих капель распадаются, падающие дождевые капли приводят в движение образующиеся мелкие частицы и их масса увеличивается в функции от времени. 2. *стадия*: При стоке тонкий слой поверхностной воды сносит некоторую часть разрушившихся агрегатов, концентрация наносов значительная. Капельная эрозия по сравнению с концом первой стадии снижается. 3. *стадия*: С увеличением мощности стекающего слоя воды эрозия разбрызгивания снова увеличивает размеры движения частиц по траектории (второй максимум $L + F$). В результате этого образуется второй максимум концентрации наносов. 4. *стадия*: Увеличивающаяся мощность слоя стекающей воды снижает движение почвы, вызываемое прямым действием дождевых капель, относительно увеличивается сносящая роль движущейся воды, но разрушающее действие общего влияния капельной и струйчатой эрозии медленно снижается. На длинных склонах (из-за времени сбора воды) у подножья склонов описанные максимумы образования наносов сливаются в один максимум.

Табл. 1. Механический состав и содержание гумуса в исследованных почвах. (1) Почва и исследованные горизонты: а) песок; б) иллиммеризованная бурая лесная почва; с) Бурозем по Рамману; d) Склоновые наносы (подтип бурой лесной почвы); почва (тип нельзя определить); f) лёсс. (2) Галька, камни, %. (3) Землистая часть, %. (4) Механический состав земистой части в % (размер частиц в мм). (5) Гумус, %.

Табл. 2. Общая масса летящих песчаных частиц (г) в зависимости от движения по направлению склона. (1) Обозначение измерения (угол наклона) и направление движения (L: вниз; F: вверх), (2) Среднее расстояние движения, см. (3) Максимальное расстояние, см.

Табл. 3. Параметры уравнения, описывающего расстояние движения песчаных частиц в направлении склона (p_1 и p_2), и другие данные математической оценки. (1) Обозначение измерения. (2) Расстояние полуделения, см. (3) Среднее значение, г. (4) Рассеивание.

Табл. 4. Общая масса разлетающихся почвенных частиц и агрегатов (г) в функции движения по направлению склона. (1) Почва (обозначения смотри в таблице 1.) и направление сдвига. (2) Среднее расстояние сдвига частиц, см. (3) Максимальное расстояние, см. α : угол наклона; i : интенсивность; E' : удельная производительность капель. t_k : время проведения опыта; h : высота падения дождя, м.

Табл. 5. Параметры уравнения, описывающего сдвиг в направлении склона агрегатов и частиц оструктуренных почв (p_1 и p_2) и другие показатели математической оценки. (1) Обозначение измерения (смотри в таблице 1.). (2)—(4) смотри в таблице 3.

Табл. 6. Влияние температуры воды на массу сдвинутых по траектории частиц при искусственном дождевании. (1) Температура воды, °C. (2) Влажность в весовых %. Масса песчаных частиц, г, (3) сдвинутых вниз и (4) сдвинутых вверх. A: поверхность. \bar{X}_{13} : среднее измерений, относящихся к данной температуре; остальные буквенные обозначения смотри в таблице 4.

Табл. 7. Влияние температуры воды на эрозию разбрызгивания (а), на общий сток (б) и на струйчатую эрозию (с) горизонта $A_{\text{пах}}$ иллиммеризованной бурой лесной почвы. (1) Число измерений. (2) Температура воды, °C. N: влажность, в весовых %.

$L + F + 0l$ = масса почвенных частиц в г., движущихся вниз и в боковом направлении; остальные буквенные обозначения смотри в таблице 4.

Рис. 1. Аппаратура для измерения расстояния сдвига почвенных частиц в направлении склона при капельной эрозии. А. Размеры поддона, разделенного на отдельные секции. В. Положение поддона во время измерения. С. Положение пластин, препятствующих движению почвенных частиц. Д. Измерение максимального расстояния полета частиц с помощью фильтровальной бумаги. sz: фильтровальная бумага с обозначенными расстояниями. е. f.: поверхность после дождевания.

Рис. 2. Другие геометрические данные, относящиеся к расстоянию сдвига в направлении склона почвенных частиц (l_1, l_2, l_3, l_4) и ударной эрозии.

Рис. 3. Изменение во времени струйчатой эрозии (L_e) и стока (q) горизонта $A_{\text{пах}}$ иллимизированной бурой лесной почвы. N (влажность в момент начала опыта) = 30,2 весовых процента. $\alpha = 3^\circ$; $E' = 505 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$; $i = 30 \text{ мм/час}$.

Рис. 4. Изменение во времени капельной эрозии ($L + F$), струйчатой эрозии (L_e) и стока (q) на различных типах почв. А. Горизонт $A_{\text{пах}}$ иллимизированной бурой лесной почвы. В. Горизонт В иллимизированной бурой лесной почвы. С. Горизонт $A_{\text{пах}}$ бурозема по Раманну. Д. Выравненная разновидность иллимизированной бурой лесной почвы. Е. Почва склоновых наносов. Ф. Горизонт В бурозема по Раманну. Г. Сильно эродированная каменистая почва. Н. Лёсс с обрабатываемой территории. $\alpha = 3^\circ$; $E' = 505 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$; $i = 30 \text{ мм/час}$.

Рис. 5. Изменение во времени накопления наносов (q_c) и стока (q) на горизонте В бурозема по Раманну. $\alpha = 3^\circ$; $E' = 505 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$; $i = 30 \text{ мм/час}$.